

Un simple algorithme mono-canal pour l'estimation de la température de surface à partir des images du canal infrarouge thermique de METEOSAT

Abdelkader Labbi* et Ammar Mokhnache

Laboratoire de Physique Energétique, Département de Physique
Université Mentouri, Constantine, Algérie

(reçu le 22 Novembre 2009 – accepté le 20 Mai 2010)

Résumé - La température de surface est utilisée dans plusieurs applications, notamment en agro météorologie, climatologie et les études environnementales. Dans cette étude, nous avons développé un algorithme mono-canal pour l'estimation de la température de surface (T_s) dans une bande spectrale donnée, telle que pour le canal infrarouge (IR) du satellite METEOSAT-7. Cet algorithme nous permet de relier par une relation de second ordre la température de surface à la température de brillance (T_b) au niveau du capteur. L'algorithme est obtenu à partir de l'équation de transfert radiatif et exige la connaissance de la transmittance atmosphérique (τ), l'émissivité du sol (ε) et de la température effective de l'air (T_a). Les résultats obtenus ont été validés à l'aide du code de transfert radiatif Modtran3.5. Pour des valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau (W) inférieur ou égale à 3.1 g/cm^2 et pour des valeurs des émissivités égale ou supérieur à 0.98, nous avons trouvé que la différence maximale entre la température de surface estimée par l'algorithme et la température de surface simulée par Modtran3.5 ne dépasse pas $2 \text{ }^\circ\text{C}$.

Abstract - The knowledge of the surface temperature is strongly required in several applications, for instance in agrometeorology, climatology and environmental studies. In this study we have developed an algorithm mono-canal to estimate land surface temperature (T_s) in spectral band as the infrared channel (IR) of METEOSAT-7. This algorithm permits us to join by a relationship of second order the surface temperature to the brightness temperature (T_b) at the sensor level. This algorithm is obtained starting from the radiative transfer equation and requires the knowledge of atmospheric transmittance (τ), the surface emissivity (ε) and the effective mean atmospheric temperature (T_a). The results obtained were validated by using the Modtran3.5 radiative transfer code. For a values of atmospheric water content (W) lower or equal to 3.1 g/cm^2 and for values of emissivity equal or higher than 0.98, we had found that the maximum difference between the land surface temperature estimated and simulated by Modtran3.5 does not exceed $2 \text{ }^\circ\text{C}$.

Mots clés: Température de surface - Modtran3.5 - Meteosat - Algorithme mono-canal.

1. INTRODUCTION

Les satellites Météosat sont des satellites européens dont le propriétaire et l'opérateur sont Eumetsat. La première utilisation des images du satellite Météosat était évidemment destinée à la prévision météorologique [1]. Le satellite Météosat-7 observe la terre depuis une orbite quasi-circulaire à une altitude d'environ 36 000 km dite géostationnaire. La vitesse de rotation autour de la planète sur cette orbite est identique à la rotation propre de la Terre sur elle-même et permet l'observation d'une même

* labbiabdelkader@yahoo.fr

région du globe. Le champ visuel couvre l'Afrique, l'Europe et les extrémités de l'Asie et de l'Amérique méridionale [1, 2]. Les données fournies par Météosat-7 sont caractérisés par:

- Une *résolution spatiale*: chaque pixel représente une certaine étendue de la surface réelle visualisée sur l'image, (5 km sur le canal infrarouge thermique);

- Une *résolution temporelle*: les systèmes embarqués à bord du satellite, permettent d'observer la surface terrestre avec une plus ou moins grande régularité temporelle, (il fournit une image toutes les 30 minutes);

- Une *résolution spectrale*: les mesures du capteur sont effectuées à une certaine longueur d'onde ou ensemble de longueurs d'onde (3 canaux).

La température de surface est un paramètre clé d'entrée des modèles de bilan radiatif et de circulation générale. Elle est donc indispensable dans les études climatiques et météorologiques [3]. Dans les précédentes études, la détermination de T_s a été faite par deux méthodes: la méthode mono-canal et la méthode dite 'split-window' [4-6].

La première méthode utilise les corrections atmosphériques directement sur un seul intervalle spectral. Elle exige une bonne connaissance de l'état de l'atmosphère [3].

La deuxième méthode est basée sur les propriétés d'absorption différentielle de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde.

Dans ce travail, nous avons utilisé la méthode mono-canal, parce que Météosat-7 possède un seul canal dans l'infrarouge thermique. Donc, un modèle théorique permettant de relier T_s à T_b , a été développé. Ce modèle est obtenu à partir de l'équation de transfert radiatif et exige la connaissance de la transmittance atmosphérique, l'émissivité du sol et la température effective de l'air.

Les résultats obtenus ont été validés par des simulations théoriques en utilisant le code de transfert radiatif Modtran3.5.

2. METHODE DE CALCUL

La luminance mesurée par le radiomètre du satellite (L_{sat}) n'est malheureusement pas la luminance émise par la surface. Cette luminance subit de nombreuses perturbations qui dépendent des conditions atmosphériques, de la longueur d'onde et de la distance à parcourir au cours de sa propagation dans l'atmosphère [3].

La luminance mesurée par le radiomètre est donnée par:

$$L_{sat} = \tau \cdot \left[\varepsilon \times B(T_s) + (1 - \varepsilon) \times L_{atm}^{\downarrow} \right] + L_{atm}^{\uparrow} \quad (1)$$

Où, τ est la transmission atmosphérique, ε l'émissivité de la surface, $B(T_s)$ est la fonction de Planck.

L_{atm}^{\uparrow} , est la luminance atmosphérique ascendante et elle s'exprime par:

$$L_{atm}^{\uparrow} = \int_0^z B(T_z) \times \frac{\partial \tau(z, Z)}{\partial z} dz \quad (2)$$

Où, T_z est la température de l'atmosphère à l'altitude z , Z l'altitude du satellite.

$\tau(z, Z)$ représente la transmission atmosphérique ascendante de l'altitude z jusqu'au satellite.

L_{atm}^{\uparrow} , est la luminance atmosphérique descendante et elle s'exprime par:

$$L_{atm}^{\downarrow} = 2 \int_0^{\pi/2} \int_{\infty}^0 B(T_z) \times \frac{\partial \tau'(\theta', z, 0)}{\partial z} \cos \theta' \cdot \sin \theta' \cdot dz \cdot d\theta' \quad (3)$$

Où θ' représente la direction descendante de la luminance atmosphérique, $\tau'(\theta', z, 0)$ la transmission atmosphérique descendante de l'altitude z à la surface de la terre. En faisant des approximations [7] et en admettant que $L_{atm}^{\uparrow} = (1 - \tau) \times B(T_a)$ et $L_{atm}^{\downarrow} = (1 - \tau) \times B(T_a)$, l'équation (1) devient:

$$L_{sat} = \tau \cdot \varepsilon \times B(T_s) + (1 - \tau) [1 + \tau(1 - \varepsilon)] \times B(T_a) \quad (4)$$

Où, T_a est la température effective de l'air.

On sait que T_a et T_s sont proches de T_b . En utilisant un développement limité au premier ordre de la fonction de Planck au voisinage de T_b [7], on aura donc:

$$B(T) = [T - T_b + L(T_b)] \cdot \frac{\partial B(T)}{\partial T} \quad (5)$$

Où $L(T_b) = B(T_b) / \left(\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \right)_{T_b}$

A partir des équations (4) et (5), on obtient l'équation suivante:

$$L(T_b) = \varepsilon \cdot \tau [T_s - T_b + (T_b)] + (1 - \tau) [1 + \tau(1 - \varepsilon)] \cdot [T_a - T_b + L(T_b)] \quad (6)$$

Pour Météosat-7, nous avons trouvé que $L(T_b)$ est donné par la relation suivante:

$$L(T_b) = \frac{-T_b^2}{A} \quad (7)$$

Où, A est une constante égale à -1255,5465 K.

Des deux équations (6) et (7), nous pouvons relier T_s à T_b par l'expression suivante, qui est du second ordre:

$$T_s = \alpha \cdot T_b^2 + \beta \cdot T_b + \gamma \quad (8)$$

où

$$\alpha = \frac{(\varepsilon - 1) \tau}{\varepsilon \cdot A} \quad (8a)$$

$$\beta = \frac{1 + (\varepsilon - 1) \tau^2}{\varepsilon \cdot \tau} \quad (8b)$$

$$\gamma = (1 - \beta) T_a \quad (8c)$$

Donc pour l'estimation de T_s par cette méthode, il faut déterminer la transmittance atmosphérique τ , la température effective de l'air T_a et le contenu atmosphérique en vapeur d'eau W .

2.1 La transmittance atmosphérique

Le code de transfert radiatif Modtran3.5, pour une altitude donnée et un angle d'observation donné, nous permet de calculer τ pour les différentes atmosphères. Plusieurs auteurs [7, 8] ont montré qu'il existe une relation linéaire entre τ et W dans la bande infrarouge thermique.

En appliquant la méthode des moindres carrés aux résultats obtenus par Modtran3.5 pour différents angles d'observations et pour les 6 modèles d'atmosphère, nous avons trouvé une régression linéaire entre τ et W (Fig. 1) pour le canal infrarouge thermique (IRT) de Météosat-7.

Cette relation est donnée par la formule suivante:

$$\tau = -0.111 W + 0.998 \quad (9)$$

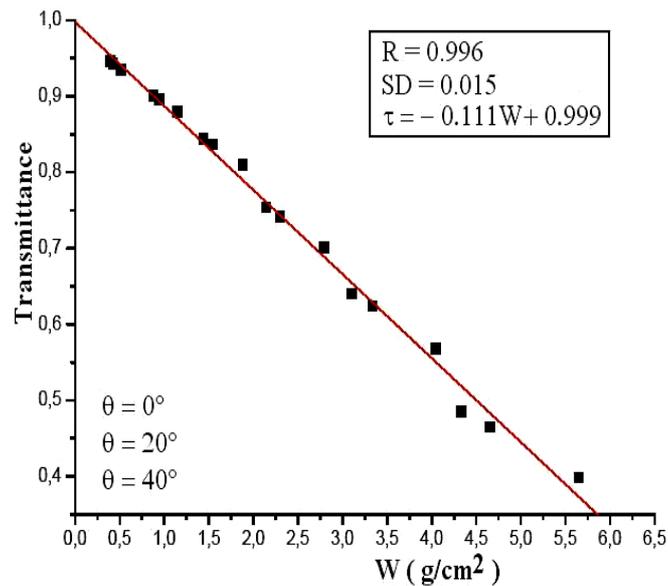


Fig. 1: Variation de la transmittance atmosphérique en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour les 6 modèles d'atmosphère de Modtran3.5 et pour $\theta = 0^\circ, 20^\circ$ et 40°

2.2 La température effective de l'air

La méthode développée dans ce travail exige la connaissance de T_a . Pour déterminer cette température à partir des profils verticaux de température et de vapeur d'eau, nous avons utilisé la relation suivante [7]:

$$T_a = \frac{1}{W} \cdot \int_{W_0}^0 T_z \cdot dW(z, Z) \quad (10)$$

Où, W_0 est le contenu de la vapeur d'eau au niveau du sol, T_z est la température de l'air à l'altitude z .

Nous avons calculé au début T_a à partir des 2311 profils atmosphériques de la base de données climatologiques TIGR2000, ensuite, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés pour trouver la relation entre T_a et la température de l'air au niveau du sol T_0 .

Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 2. Ils montrent l'existence d'une relation linéaire entre les deux températures, cette relation est donnée par:

$$T_a = 0.797 T_0 + 49.116 \quad (11)$$

Donc en utilisant cette relation, nous pouvons calculer T_a à partir de la température de l'air mesurée par les stations météorologiques.

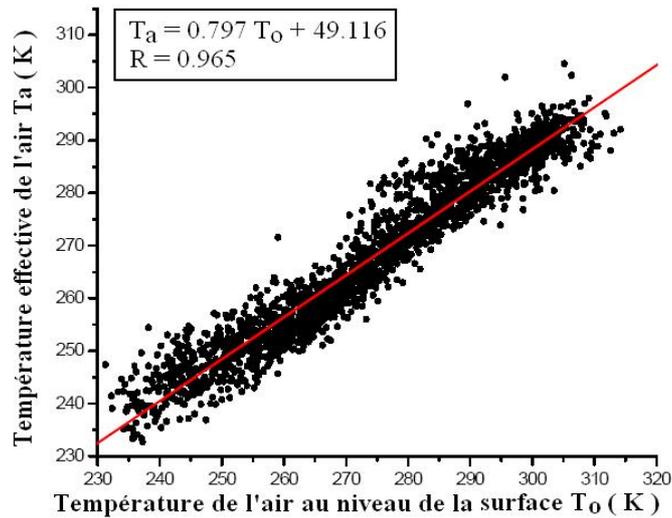


Fig. 2: Variation de la température effective de l'air en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 situations atmosphériques (TIGR)

2.3 Le contenu atmosphérique en vapeur d'eau

La vapeur d'eau est un constituant atmosphérique variable, il fluctue dans le temps et dans l'espace. Le contenu intégré de la vapeur d'eau W peut être déterminé à partir des profils de vapeur d'eau et de pression par l'expression suivante [9]:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 M_r \times dp \quad (12)$$

Où, g est l'accélération de la gravité, p_0 la pression au niveau du sol, M_r le rapport de mélange.

Pour les régions où nous n'avons pas les profils atmosphériques qui coïncident spatialement et temporellement avec les données satellitaires, il faut trouver une solution pour remplacer ces données.

La solution que nous proposons dans ce travail consiste à trouver une relation entre W et le contenu en vapeur d'eau au niveau du sol W_0 . En utilisant la méthode des moindres carrés pour les 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR2000, nous avons trouvé une relation linéaire entre W et W_0 (Fig. 3). Cette relation est donnée par l'expression suivante:

$$W = 4.771 \cdot W_0 + 0.124 \quad (13)$$

En acceptant l'erreur commise sur le calcul (Déviation standard $SD = 0.6 \text{ g/cm}^2$), cette relation peut remplacer les données de W du profil.

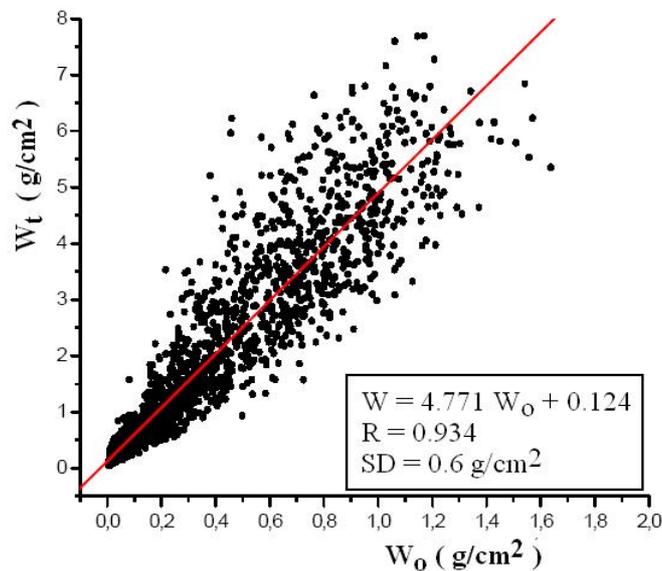


Fig. 3: Variation du contenu intégré en vapeur d'eau en fonction du contenu en vapeur d'eau au niveau du sol pour 2311 situations atmosphériques (TIGR)

3. RESULTATS ET DISCUSSION

3.1 Etude de la sensibilité de l'algorithme

Pour étudier la sensibilité de l'algorithme, nous avons calculé l'erreur d'estimation de T_s , qui est donné par la formule suivante [7]:

$$\delta T_s = |T_s(x + \delta x) - T_s(x)| \quad (14)$$

Où, δT_s est l'erreur d'estimation de la température de surface; x est une variable qui peut être l'émissivité ε , la température de l'air T_a ou le contenu en vapeur d'eau W .

δx , est l'erreur possible sur la variable x .

Dans cette étude, nous n'avons tenu compte uniquement que des températures T_b qui sont dans l'intervalle 270 - 320 K. Pour une valeur de W égale à 2,14 g/cm² et une valeur de T_a égale à 280 K, nous avons représenté sur la figure 4, l'évolution de δT_s en fonction de T_b pour différentes valeurs de l'émissivité.

On remarque clairement que δT_s varie de façon croissante avec T_b , elle augmente aussi rapidement avec les variations de ε .

Une variation de ε égale à 0,01 entraîne à une variation de δT_s de 0,37 °C à 0,87 °C. Par ailleurs, une variation de ε de 0,04, entraîne une variation de δT_s entre 1,62 °C et 3,5 °C. Donc l'algorithme est très sensible à l'émissivité de surface.

Pour une émissivité ε égale à 0,98 et une température T_a égale à 280 K, nous avons représenté sur la figure 5, l'évolution de δT_s en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de W .

On remarque clairement que δT_s varie de façon décroissante avec T_b , elle diminue aussi rapidement pour les fortes variations de W . Par exemple, une variation de W égale à 0,5 g/cm² donne un δT_s qui varie entre 0,9 °C et 2,5 °C.

Pour une variation de W égale à 2 g/cm², δT_s variera entre 3,8 °C et -13 °C. Donc l'algorithme est très sensible et exige la vraie valeur de W .

On remarque aussi clairement que les effets atmosphériques sont dispersées autour du point neutre dans laquelle on a: $T_s = T_b = T_a$.

Pour un W égal à 2,14g/cm² et une émissivité de surface égale à 0,98, nous avons représenté sur la figure 6, l'évolution de δT_s en fonction de T_b pour différentes valeurs T_a .

On voit clairement sur la figure 6 que δT_s reste constante avec l'augmentation de T_b .

En effet selon l'expression de l'erreur d'estimation de la température de surface, on a:

$$\delta T_s = |T_s(T_a + \delta T_a) - T_s(T_a)| \quad (15)$$

$$\delta T_s = \left| \alpha \cdot T_b^2 + \beta \cdot T_b + (1 - \beta)(T_a + \delta T) - \alpha T_b^2 - \beta \cdot T_b - (1 - \beta)T_a \right| \quad (16)$$

$$\delta T_s = |(1 - \beta) \cdot \delta T_a| \quad (17)$$

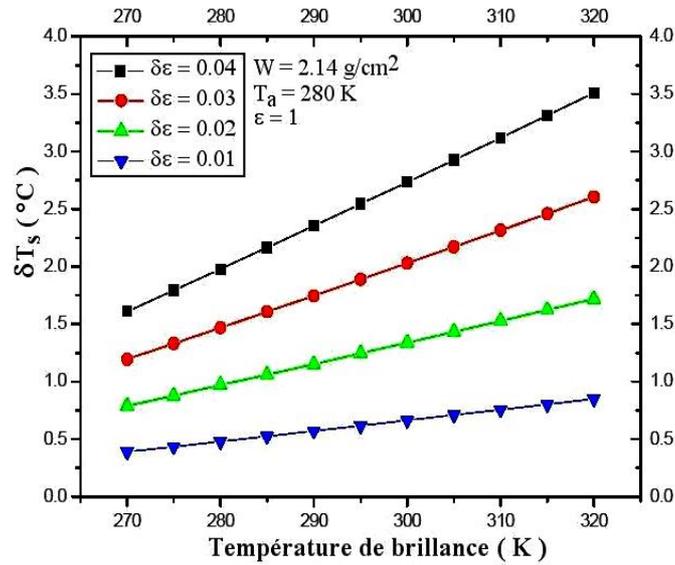


Fig. 4: Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de l'émissivité

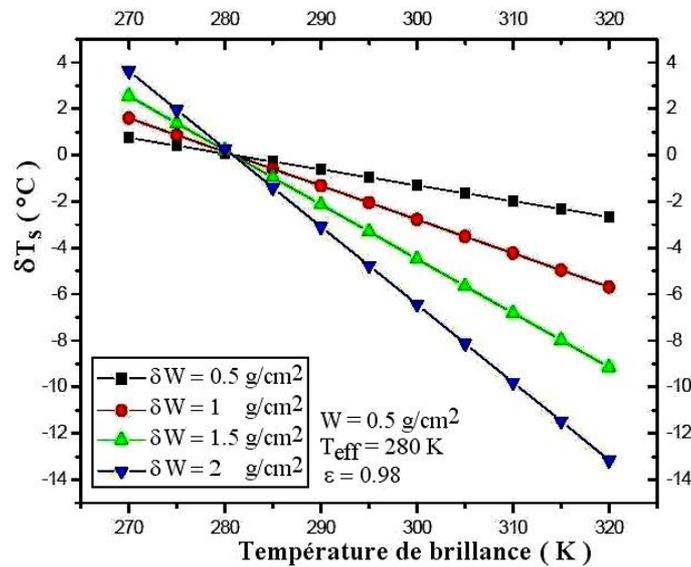


Fig. 5: Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau

Donc δT_s ne dépend pas de T_b , mais varie de façon croissante avec T_a . Par exemple, une variation de T_a égale à 10 °C donne une valeur de δT_s égale à 3,1 °C. Par ailleurs, une variation de la température effective de l'air de 20 °C donne un δT_s de 6,5 °C.

Donc notre algorithme mono-canal exige la bonne connaissance de la température effective de l'air.

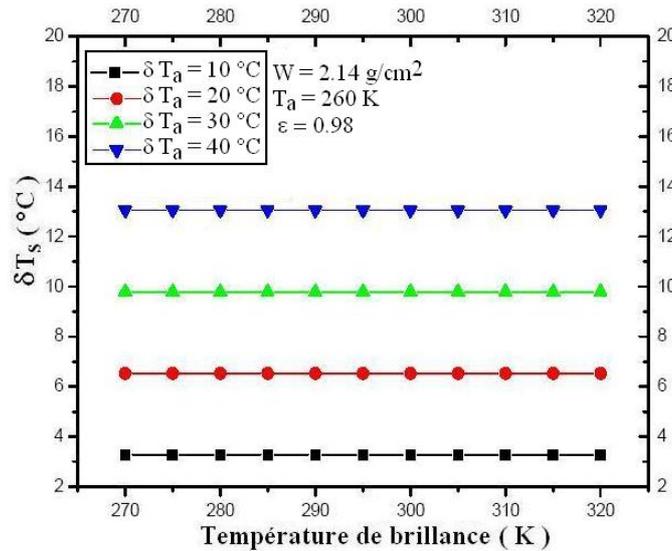


Fig. 6: Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de la température effective de l'air

3.2 Validation de l'algorithme

La meilleure méthode pour valider l'algorithme est la comparaison avec les mesures in situ, c'est-à-dire la comparaison de la température de surface estimée avec la température de surface mesurée au sol. Mais cette méthode est impossible, parce qu'il est très difficile de trouver une mesure in situ qui correspond à la taille du pixel de Météosat-7 ($5 \times 5 \text{ km}$).

Une méthode alternative, dans cette direction, est l'utilisation des données simulées qui sont obtenues par les programmes de simulation atmosphérique comme 4A, Lowtran ou Modtran. Les principaux paramètres d'entrées de ces programmes sont les profils verticaux de température, vapeur d'eau, ozone, la géométrie de la situation considérée (angle de visée du satellite...) et le domaine spectral considéré.

A partir des informations entrées par l'utilisateur, ces programmes permettent de simuler les luminances au niveau du satellite dans l'infrarouge thermique. La température de brillance de Météosat-7 peut être obtenue à partir de la luminance simulée. La validation de notre algorithme a été faite par la comparaison avec les données simulées par Modtran3.5.

Le **Tableau 1** (a, b, c et d) présente la variation de la différence entre la température de surface simulée par Modtran3.5 et estimée par notre algorithme ($T_s(\text{mod}) - T_s$) pour une émissivité de surface égale à 0.98.

Ce tableau montre que pour les valeurs W inférieure ou égale à 3.1 g/cm^2 la différence ($T_s(\text{mod}) - T_s$) ne peut pas dépasser 2 °C .

Tableau 1: (a, b, c et d)- Différence entre la température de surface simulée et estimée pour différentes valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau

a)	modèle 5	$\theta=0$	W = 0.394
T_s (mod)	T_b	T_s	T_s (mod) - T_s
270	267.17	268.883694	1.1163063
275	271.89	273.878391	1.12160871
280	276.63	278.894948	1.10505164
285	281.36	283.901617	1.09838323
290	286.08	288.898392	1.10160789
295	290.83	293.927624	1.07237566
300	295.63	299.010507	0.98949312
305	300.37	304.030505	0.96944521
310	305.16	309.104265	0.89573514
315	309.9	314.125714	0.8742859
320	314.7	319.211436	0.78856372

b)	modèle 3	$\theta=0$	W = 0.877
T_s (mod)	T_b	T_s	T_s (mod) - T_s
270	267.68	268.806881	1.19311907
275	272.15	273.824398	1.17560204
280	276.65	278.876181	1.12381948
285	281.16	283.939784	1.06021585
290	285.69	289.026442	0.97355771
295	290.21	294.102474	0.89752955
300	294.79	299.24649	0.75351034
305	299.33	304.346189	0.65381091
310	303.94	309.525136	0.47486423
315	308.5	314.548524	0.35147618
320	313.14	319.862421	0.1375792

c)	modèle 6	$\theta=0$	W = 1.44
T_s (mod)	T_b	T_s	T_s (mod) - T_s
270	269.63	268.543	1.45699974
275	273.75	273.518873	1.48112749

280	277.91	278.543523	1.45647653
285	282.09	283.592806	1.40719365
290	286.28	288.654647	1.34535336
295	290.52	293.777378	1.22262228
300	294.79	298.93685	1.06315042
305	299.1	304.145158	0.85484245
310	303.38	309.317714	0.68228633
315	307.69	314.52703	0.47296958
320	312.03	319.773118	0.22688164

d)	modèle 2	$\theta=0$	$W=3.1$
T_s (mod)	T_b	T_s	T_s (mod) - T_s
270	275.61	269.09102	0.90898014
275	278.58	273.703552	1.29644781
280	281.6	278.393929	1.60607114
285	284.68	283.177692	1.82230848
290	287.81	288.039319	1.96068075
295	291.01	293.009889	1.99011123
300	294.25	298.042812	1.9571878
305	297.52	303.122563	1.87743698
310	300.83	308.264683	1.73531704
315	304.16	313.438108	1.56189187
320	307.53	318.673917	1.32608347

4. CONCLUSION

La télédétection satellitaire sans doute joue un rôle très important pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'état de la surface et de l'état de l'atmosphère terrestre. Dans ce travail, nous avons trouvé une relation de second ordre entre T_s et T_b à partir de l'équation de transfert radiatif et ensuite, nous avons déterminé T_a et τ qui sont directement utilisés dans l'algorithme de calcul.

Les résultats obtenus par notre algorithme ont été validés par comparaison avec les résultats de simulation par Modtran3.5. La connaissance de l'état de l'atmosphère et l'état du sol est très importante pour la précision des calculs. Si l'état de l'atmosphère est inconnu, on a dans ce cas recours à la méthode dite 'split-window' et les images de Météosat Second Génération qui possède plusieurs canaux dans l'infrarouge thermique.

Remerciements

Nous tenons à remercier M^{me} Scott Noëlle, du Laboratoire de Météorologie Dynamique, de nous avoir exploité la base de données climatologiques TIGR2000.

REFERENCES

- [1] O. Diop, '*Détection de Nuages de Poussière dans les Images Météosat à l'Aide des Attributs de Textures et de la Fusion de Segmentations: Application à la Zone Sahélienne du Continent Africain*', Thèse de Doctorat, INSA de Rennes, France, Décembre 2007.
- [2] D. Renaut, '*Les Satellites Météorologiques*', La Météorologie, Vol. 45, pp. 33 - 37, 2004.
- [3] Z.L. Li, '*L'Emissivité Spectrale en Télédétection Infrarouge Thermique: Mesure Relative, Analyse Spectrale et Impacts sur la Détermination de la Température de Surface*'. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, Novembre 1990.
- [4] C. Ottlé and D. Vidal-Madjar, '*Estimation of Land Surface Temperature with NOAA9 Data*', Remote Sensing of Environment, Vol. 40, N°1, pp. 27 - 41, 1992.
- [5] C. François et C. Ottlé, '*Atmospheric Corrections in the Thermal Infrared: Global and Water Vapour Dependent Split-Window Algorithms: Applications to ATSR and AVHRR Data*', IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 34, N°2, pp. 457 - 470, 1996.
- [6] J.A. Sobrino, J.C. Jiménez-Muñoz and L. Paolini, '*Land Surface Temperature Retrieval from Landsat TM5*'. Remote Sensing of Environment, Vol. 90, N°4, pp. 434 - 440, 2004.
- [7] Z. Qin, A. Karnieli and P. Berliner, '*A Mono-Window Algorithm for Retrieving Land Surface Temperature from Landsat TM Data and its Application to the Israel-Egypt Border Region*', International Journal of Remote Sensing, Vol. 22, N°18, pp. 3719 - 3746, 2001.
- [8] J.C. Jiménez-Munoz and J.A. Sobrino, '*Error Sources on the Land Surface Temperature Retrieved from Thermal Infrared Single Channel Remote Sensing Data*', International Journal of Remote Sensing, Vol. 27, N°5, pp. 999 - 1014, 2004.
- [9] N. Chrysoulakis and C. Cartalis, '*Improving the Estimation of Land Surface Temperature for the Region of Greece: Adjustment of a Split Window Algorithm to Account for the Distribution of Precipitable Water*'. International Journal of Remote Sensing, Vol. 23, N°5, pp. 871 - 880, 2002.